

# 噴射氣流的性質

沈傳節

## (一) 緒言

噴射氣流的研究，是最近氣象學上一個較新的題目，因為噴射氣流本身具有極強的風力，能够影響民航與軍事活動，並且噴射氣流又是天氣預報最有效工具，關於噴射氣流的研究，是值得重視的一個問題。

第二次大戰初起時，美國麻省理工學院羅斯貝教授，發現大氣環流中有一狹帶，具有極強風力，以後在一九四三年至一九四五年間，美空軍轟炸日本本土時，在二萬五千呎高空遭遇到噴射氣流，如逆水行舟，無法前進，影響飛航。至一九四六年對噴射氣流略有瞭解，認為噴射氣流完全是一個氣象上的現象。芝加哥大學氣象系，曾受海軍研究院委託，從事有系統的研究噴射氣流現象。當時在美國研究噴射氣流的氣象學家，計有 Rossby, Riehl, Namias, Cressman, Palmen 等人。

為進一步研究噴射氣流的應用性質，乃有 AROWA 計劃，委託芝加哥大學研究，着重在噴射氣流的預報技術。研究的結果，出刊了噴射氣流一書，最先僅供軍事機關參考，以後又交由美國氣象學會發行，已於去年夏間出版，廣泛供應各氣象機關。

由以上的研究，知道用高空的觀測記錄，就可以分析噴射氣流，而做簡略的預報。因為噴射氣流是如此的狹窄，與高空觀測網，對比之下，感覺到實在不够精密，所以噴射氣流精細的構造，還不能詳述。為補救高空觀測網的不足，只有用飛機觀測，來補其不足。在民航飛行方面，由於缺少適當的觀測儀器，故只能得到片段的氣象情報，也是有其缺點。美海軍針對以上的缺點，擬定二個方法，獲取較多的氣象報告。為獲太平洋上空噴射氣流流的報告，與泛美航空公司商訂立一項合約，利用該公司的飛行報告，及測站報告得到了關於太平洋上空噴射氣流的情況，並導出一種初步預報的方法，這種方法，被試用在一九五二至一九五三年的飛行上，證明是很有效的。以後在一九五三年至一九五四年冬季，飛機航行時，就利用噴射氣流的風力，來增加飛行利益。一九五四年中更增加每星期六次的特別飛行觀測，特別觀測是每隔十分鐘就觀測一次，並使用新裝置的渦動溫度計，可以測得更準確的溫度記錄。關於二年來泛美公司的飛行報告，測站報告，特別觀測報告，預報結果，以及英國彗星機，由東至東南亞的報告等等，美海軍計劃出版一冊太平洋區海軍預報手冊，如果可能時，擬會同其他機構的研究報告，合刊一冊噴射氣流預報手冊。

另一個方法是利用裝有特殊儀器的噴射飛機，直接觀測，這是可以沿着噴射氣流作有計劃的飛行觀測。美海、空軍和民航局都參加了這種工作，所得的精確觀測記錄，對於預報人員，理論氣象學家，以及軍事研究人員，都是有極大價值的。

英國方面，對於北大西洋及西歐上空的噴射氣流的研究，也很致力，Murray Johnson, Hurst 諸氏，都有關於噴射氣流的論文，在英國皇家氣象學會季刊上發表。

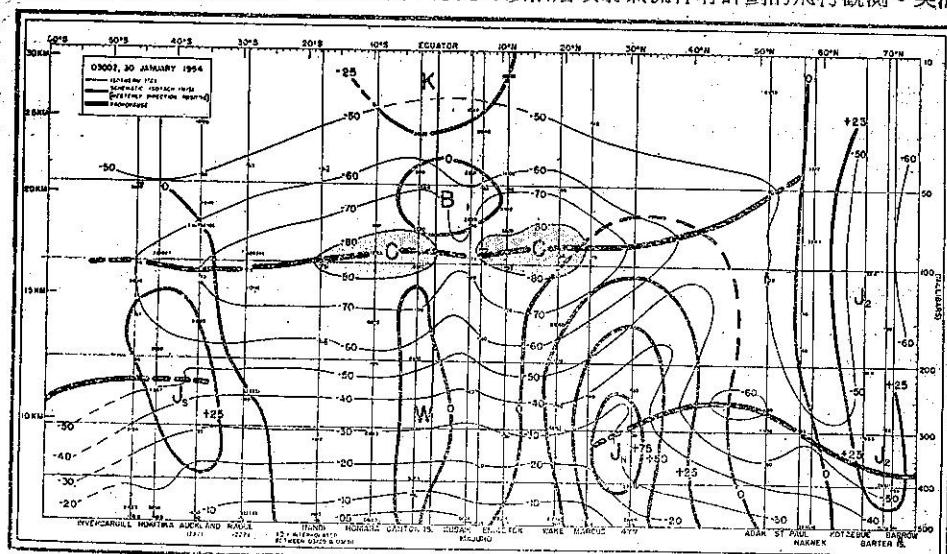


圖 1. 大氣垂直剖面圖， $J_s$ ， $J_N$  是南北半球的噴射氣流， $J_2$  是北半球高緯西風噴射氣流 W 赤道西風區，C 热帶對流層頂的冷區，B Von Berson 西風區，K Krakatoa 東風區。(1954年1月30日)

## (二) 噴射氣流的位置

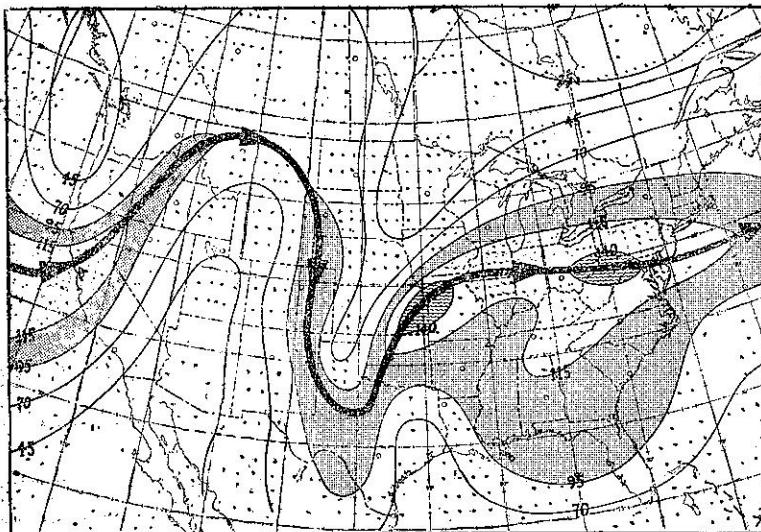


圖 2. 在 300mb 面上的噴射氣流位置圖，細線為等風速線，箭頭示噴射氣流軸 (1952年12月30日)

·氏所論，完全相同。

噴射氣流中心垂直位置，約在 200mb—300mb 之間，也就是二萬呎至三萬呎之間。依照魏氏的研究，噴射氣流中心，冬季應向南移，夏季向北移。噴射氣流中心向南移時，垂直位置即昇高，但冬季的對流層頂較夏季減低，故一增一減，實際上噴射氣流仍可保持原有高度，而無太大變化。

噴射氣流的風速，強的時候，可以達到每時三百海里，相當於強烈颶風三倍的風力。噴射氣流成一狹帶，風速向南，向北都急劇減弱，向北減弱的更多。見圖 2。

柏爾門 (Palmen) 教授認為在極鋒帶的上空，有極鋒噴射氣流 (Polar-front jet)，同時在其南方，尚有副熱帶噴射氣流 (Subtropical jet) 存在於 200mb 和 150mb 圖中，並認為副熱帶噴射氣流，與熱帶經流環中向北輸送角動量有關。柏氏就其觀念，繪製冬季平均經流圖，表示噴射氣流存在的位置，見圖 3。

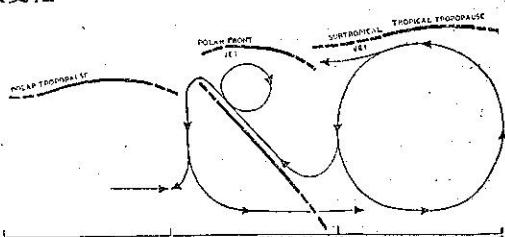


圖 3. 冬季平均經流圖 (粗線示極鋒與對流層頂) I 極鋒噴射氣流。II 副熱帶噴射氣流。

## (三) 噴射氣流的生態循環

極鋒學說是第一次世界大戰時，挪威學派所創立的，用以解釋中緯度溫帶氣旋的生成。極鋒學說是說，溫帶氣旋的發生，最初是沿鋒面移行的波，受到切力不穩定影響，波幅逐漸增大，形成溫帶氣旋，以後逐漸發展，經錮囚而變為封閉的氣旋，最終漸次消滅。並且將溫帶氣旋的生態，由新生至消滅，擬成簡單生態模型，現在在短期天氣預報中廣泛的應用着。

噴射氣流是中緯度上空的現象，並且是地面溫帶氣旋生成的因子，溫帶氣旋既有其生態，噴射氣流似乎也應該有其對應的生態。噴射氣流的生態是一個值得注意的問題，因為這個問題可以幫助我們作天氣預報。如果高空天氣圖遇到不完整時，我們可以憑藉地面天氣圖，來推測噴射氣流的位置；在海洋上缺乏高空觀測記錄時，我們也可以用同樣的方法，來推斷噴射氣流經過的地區；再者，當地面預告圖和高空預告圖繪製完畢後，噴射氣流和地面氣旋可以互相印證參考，求取一致，所以噴射氣流生態的研究是對短期天氣預報，非常有裨益的。

關於噴射氣流生態的研究，美國華盛頓聯合氣象分析中心的魏德曼氏，在一九五四年六月，曾創製了一種噴

射氣流的生態模型，對於極鋒噴射氣流，甚為合用。

魏德曼氏將極鋒噴射氣流的生態，分為四個階段：

①第一個階段是當地面有新生氣旋時，高空上的噴射氣流的行徑幾乎與地面鋒相平行，很少彎曲，位於鋒面北方約三百至四百英里處。如圖 4。



圖 4. 地面為新生氣旋，高空噴射氣流平而直。

②第二個階段是當地面氣旋發展中，波幅漸增加，並且有明顯的封閉的環流時，高空的噴射氣流位於氣旋的北方，距波頂約一百英里，噴射氣流的行徑，發生折曲，距冷鋒較近，而距暖鋒較遠。如圖 5。



圖 5. 地面氣旋發展中，高空噴射氣流波幅增加。

氣流通過鋒囚後，即轉向南方移進，而趨往地面低壓之南方。見圖 6。

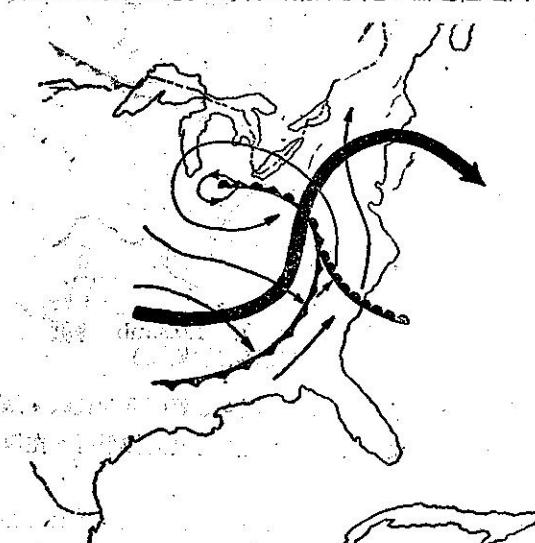


圖 6. 地面氣旋鋒囚，高空噴射氣流成為大振幅的波動。

③第三個階段是當地面氣旋已趨鋒囚時，高空之噴射氣流折曲更甚，成為大振幅的波動。噴射氣流橫貫鋒囚鋒，其位置雖仍在冷鋒與暖鋒之北，但相反的，已移在波頂之南方。噴射

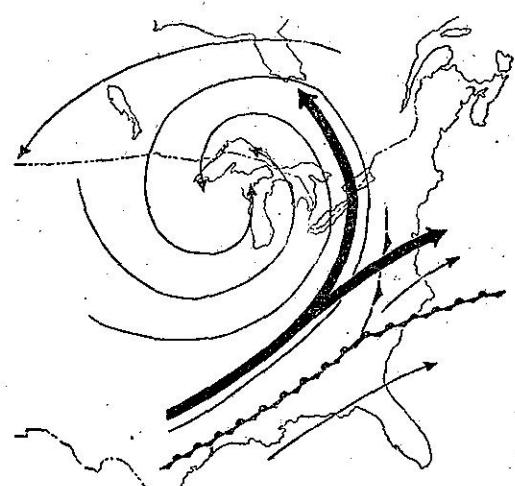


圖 7. 地面氣旋變為冷旋鋒，鋒囚鋒消散，噴射氣流分裂。

④第四個階段是當地面氣旋已轉變為封閉環流時，高空之噴射氣流通常都很衰弱，幾不可辨認。噴射氣流在此階段中，有時分裂為二支流，其主流則隨地面低壓旋轉而北上，另一支流則為新生之噴射氣流，繼續前進，是又恢復到第一個階段的情況。噴射氣流在此階段中，因風力微弱，且混亂不明，與前面三個階段很不相同，有的時候，噴射氣流甚至完全消滅。見圖 7。

由以上噴射氣流的生態變化，可以看出有三點特徵：

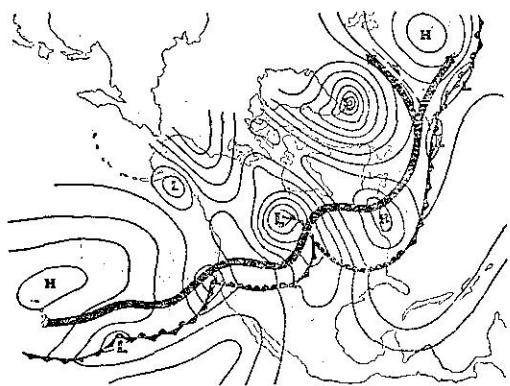


圖 8. 一組噴射氣流的生態變化。

①當地面的溫帶氣旋由新生波，發展至衰老的鋸齒氣旋時，噴射氣流的波幅也隨同增大，在最後則分裂為二支流，其主流便伴隨衰老氣旋消滅，同時另分裂出一支新生噴射氣流。

②噴射氣流起初是位於地面氣旋中心之北方，以後逐漸向南移動，最後則反居於地面氣旋中心的南方。

③噴射氣流起初不與鋒面相交，但當地面氣旋鋸齒後，噴射氣流即與鋸齒鋒相交並通過之。

圖 8 是一組噴射氣流的生態與溫帶氣旋族的關係。

魏德曼氏曾就北美天氣圖及西歐的天氣圖，加以分析，得到一組噴射氣流生態變化的實例，是與魏氏之噴射氣流生態模型頗相一致的。在西歐也有同樣情形，如圖 9B。

年十一月十一日格林威治時間六點半，氣旋的中心約略在美國南部，噴射氣流則位於氣旋北方三百五十英里至四百英里處。 $500\text{mb}$  等壓面的 $-20^{\circ}\text{C}$  等溫線與噴射氣流非常接近，幾乎相重合，此種情形是與第一個階段的生態模型相一致的。在西歐也有同樣情形，如圖 9B。

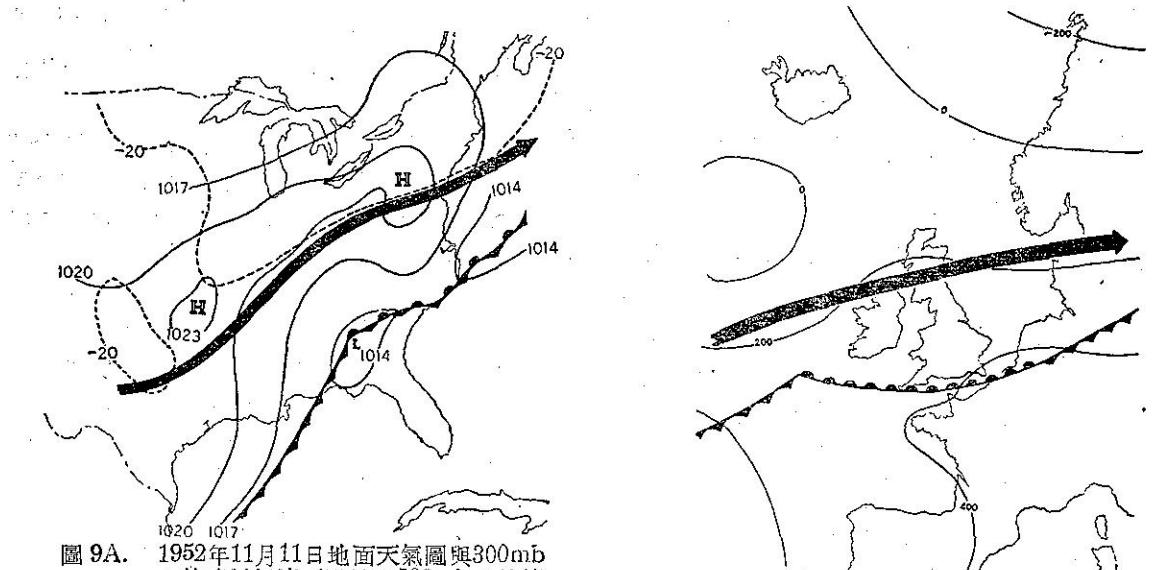


圖 9A. 1952年11月11日地面天氣圖與 $300\text{mb}$ 上的噴射氣流（點線為 $500\text{mb}$ 上的等溫線）

圖 9B. 1950年9月29日 $1,000\text{mb}$ 等壓面圖（粗線為噴射氣流）

圖 10A 是一個漸趨發達的氣旋，上空的噴射氣流在氣旋的北方，行徑有較大的波幅。如與圖 5 相比較，結果是相一致的。在 $500\text{mb}$ 等壓面上的 $-20^{\circ}\text{C}$ 等溫線，約略位於噴射氣流的南方，而與噴射氣流相平行。在西歐上空的噴射氣流的情況也是相同的，如圖 10B。

圖 11A 是一個鋸齒的氣旋。上空的噴射氣流，與圖 6 的生態模型相似，只是噴射氣流的波幅更大，且行徑向北或向南更顯著。在 $500\text{mb}$ 等壓面上的 $-20^{\circ}\text{C}$ 等溫線，與噴射氣流的行徑不但非常接近，並且方向亦一致。歐洲上空的噴射氣流的情形，也是與北美的情況相同的，如圖 11B 所示。

芝加哥大學瑞爾教授，在一九四八年發表之論文「高空噴射氣流與溫帶氣旋之發生」一文中，曾載有天氣圖一張，如圖 12 所示，是指出噴射氣流與二個連續氣旋之關係。噴射氣流與二條鋸齒鋒相交，位置則約略在冷鋒暖鋒北方一百英里至五百英里處。噴射氣流之波幅較小，此點是和圖 6 所示不同處。

魏德曼氏復在北半球天氣圖中，得到氣旋與噴射氣流之關係。噴射氣流位置是根據 $500\text{mb}$ 圖估定。圖 13 包括了較比複雜的鋒系與發展不同的氣旋，在西經零度附近，噴射氣流開始分裂為二支，在西經四十至八十度，加

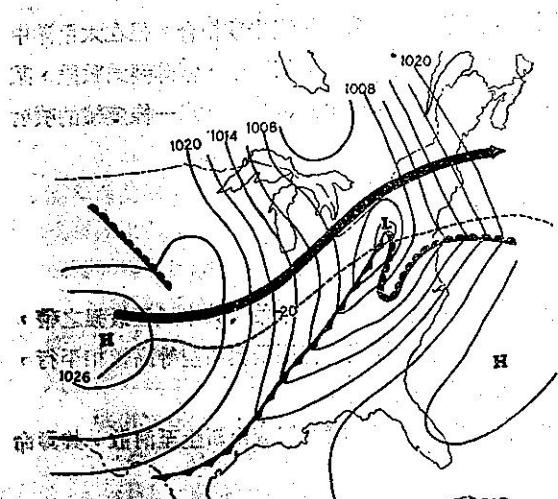


圖10A. 1953年1月28日地面天氣圖與300mb  
下的噴射氣流。

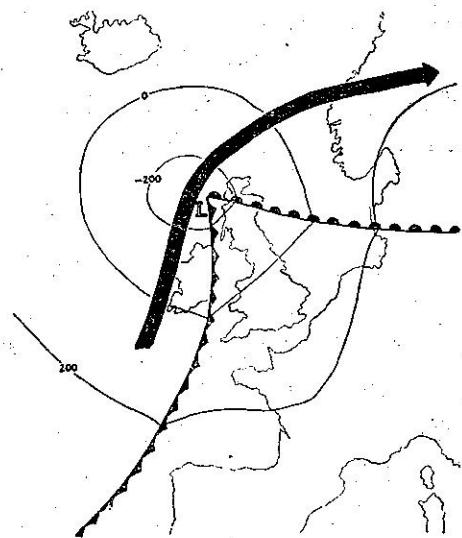


圖10B. 1950年9月30日1,000 mb等壓面圖。

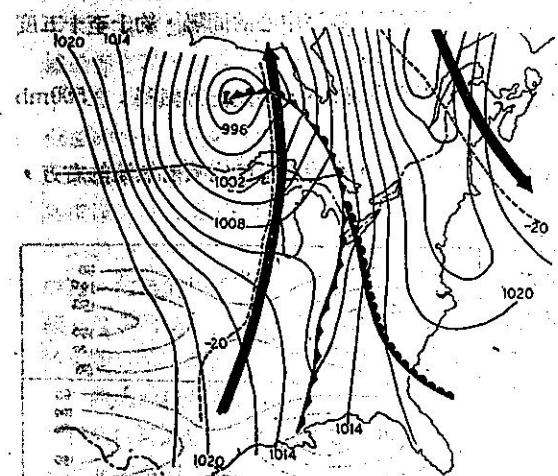


圖11A. 1952年11月19日地面天氣圖與300mb  
下的噴射氣流。

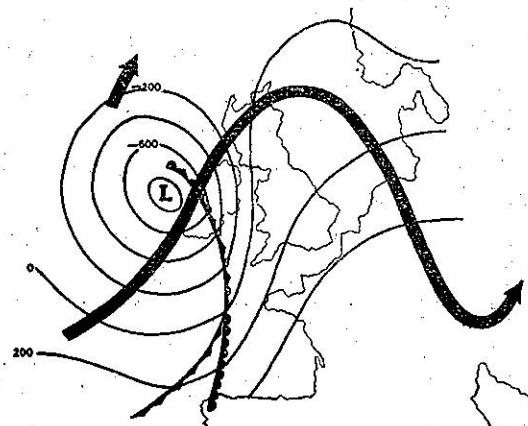


圖11B. 1950年9月16日1,000mb等壓面圖。

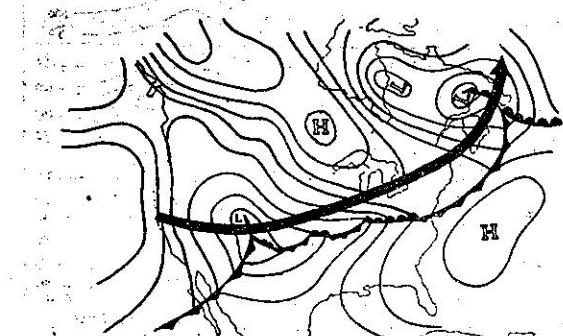


圖12. 1947年1月29日地面天氣圖與300mb  
上的噴射氣流。

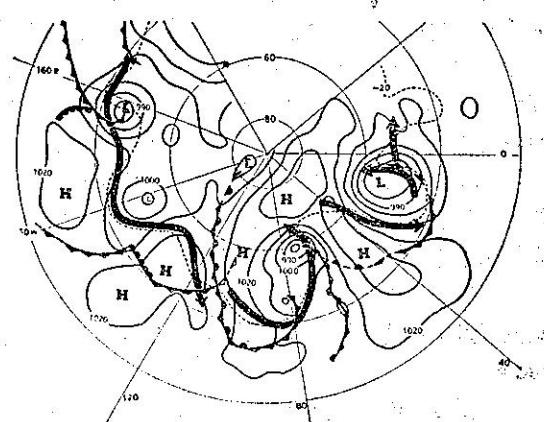


圖13. 1951年11月4日北半球天氣圖與500mb  
上的噴射氣流。

深之鋸齒旋，伴有大波幅之噴射氣流。在北緯四十五度，西經一百度處，鋒與噴射氣流未盡相合。但在太平洋中之鋒系與噴射氣流，則與前面所討論之生態模型，極相一致。又噴射氣流在北半球天氣圖中，常碎裂為數段，某一段則噴射氣流很強，另一段則噴射氣流轉弱，甚至無法察知，是故沿地球一周，時常不能繪出一條連續的噴射氣流行徑線，宛如不能繪出一條連續的極鋒。

#### (四) 噴射氣流的特性

噴射氣流的特性，可以歸納為下列五點：

①在高空天氣圖上，從北緯廿五度到六十五度寬廣區域上，常可發現二個風速集中帶。其中風速最强之帶，是噴射氣流主流。是與最大溫度梯度區相關，換言之，即與極鋒相關。噴射氣流的行徑是與高空等高線相平行，但在低壓槽之東方，噴射氣流軸線，則常與二條至三條的間隔四百呎等高線相交。

②噴射氣流有很顯明的生態循環。生態循環包括噴射氣流生成期與消散期。噴射氣流由新生至消散，其壽命可達數星期之久。

③噴射氣流的軸線，有向低緯逐漸移動之傾向，但常有時反向回移動，或中止移動的情形，故向南移動的傾向，並不規則。移動速度約每日二緯度，但當西風曲線在 NIII 或 SIII 階段時，噴射氣流也能在兩日的短時間內，由中緯度迅速移動至亞熱帶。

④沿着噴射氣流的軸線，可有數個最大風速與最小風速的中心。每兩個最大風速中心的間隔，約十至十五度經度，更常有兩倍於此的間隔，間隔的大少是隨當時情況而變化的。

在噴射氣流最大風速中心附近，含有噴射氣流軸線之面，在 500mb 等壓面以下，向左上方傾斜；在 500mb 等壓面以上，至對流層頂之間，則垂直向上。

在噴射氣流最大風速中心的前方，含有噴射氣流軸線之面，成近垂直形狀，有時甚至倒向噴射氣流的右方，此區域是天氣多變之區。

在冬季，200mb 等壓面位於最强風速面之上，故 200mb 溫度場的分析，對於最强風速之估計，最為有用。最强風速面與經過之氣流的溫度梯度有相反的關聯，如在 200mb 等壓面通過的氣流之溫度梯度甚小，也就是溫度很是勻和時，最强風速層應在 200mb 等壓面上；如果溫度自右方向左方遞減時，最强風速層應在 200mb 等壓面之上；如果溫度相反遞增時，最强風速應在 200mb 等壓面以下。

⑤噴射氣流最大風速中心，前進時，逐漸變形，最後終趨消滅。噴射氣流最大風速中心的變化，可分五個階段說明：

(A) 起初時，噴射氣流最大風速中心，是對稱形狀，如圖 14a 所示，噴射氣流的中心最大風速是二百海里，等風速線成對稱的橢圓形。

(B) 噴射氣流最大風速中心向右方移動時，中心的等風速線，前部移動較快，後部移動較慢，故呈前部等風速線密集，而最大風速中心也隨之變形，如圖 14b 所示。

(C) 當最大風速中心移動到附近中央時，噴射氣流後部移動更緩慢，而前部等風速線更形密集，風速梯度在前端最大。見圖 14c。

(D) 噴射氣流最大風速中心，其後即與前面的另一個最大風速中心合併，如圖 14d 所示。

(E) 噴射氣流最大風速中心的風速減弱。見圖 14e。

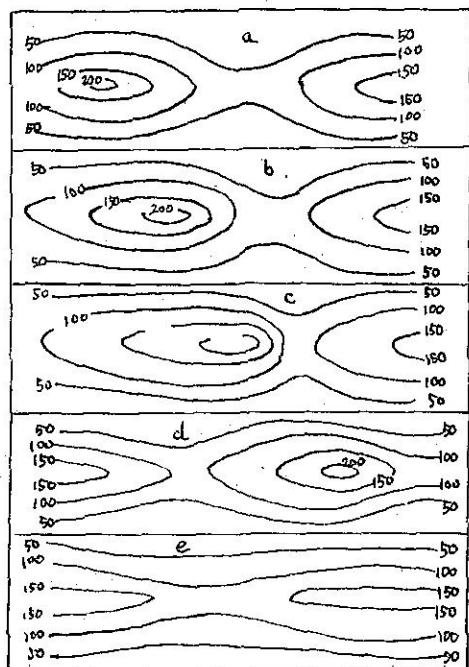


圖 14 噴射氣流最大風速中心向東方前進時中心變化圖，等風速線以海里為單位。

### (五) 噴射氣流與其他氣象因子的關係

#### ① 噴射氣流與溫帶氣旋

慕瑞氏 (Murray) 與蔣遜氏 (Johnson) 研究英倫附近的地面鋒系與噴射氣流的關係，曾作結論說：噴射氣流與地面鋒系有密切之關係，並附一組實例，發表在一九五二年英國皇家氣象學會季刊。菲力浦氏也會就北美的地面鋒系與高空噴射氣流的相互位置與移動情形，加以研究，也曾得到同樣的結論。芝加哥大學瑞爾教授更認為溫帶氣旋的生成與深邃，均由於噴射氣流附近風速的變化。

在噴射氣流發現前，溫帶氣旋的生成，認為是由於切力不穩定影響，而生成者。以後經羅斯貝等氏的研究，修正了以前的觀念，發現溫帶氣旋的生成與發展，是由整個對流層中的多種氣象因子來決定，而噴射氣流也是決定溫帶氣旋生成與發展的因子。

瑞爾氏在高空西風平穩時，曾利用高空氣流來預測地面氣旋，得到三點結論：

(A) 700mb 與 300mb 間的橫切力與縱切力均弱時，地面氣旋保持微弱狀態。

(B) 當橫切力微弱，而縱切力較大時，地面氣旋向東移進迅速，強度很難加強。

(C) 當橫切力與縱切力在噴射氣流帶上很強，且噴射氣流帶正重疊於極鋒區時，強烈的氣旋，隨即生成。

#### ② 噴射氣流與指標循環

以緯度為縱座標，風速為橫座標，將每五個緯度地區之平均地轉西風，計算後相連結，即得西風曲線圖。如附圖15所示。圖中西風曲線最強之點，所在的緯度，常隨時間而變化。當有一個相對最大時，中緯度的西風應該最強。此時西風曲線所顯示的是最強的西風環流，但並非是最強的噴射氣流。向相對最大北方的氣旋型切力，及向南的反氣旋型切力，都很強，此時之西風曲線，謂之「銳形」(Peaked) (高指標)，如圖15的 b 曲線。又當西風曲線有二個相對最大時，大於平均值的西風應位在副熱帶或副寒帶，而相對最小，應落在中緯度的中部。此時的西風曲線應屬「鈍形」(Blunt) (低指標)，如圖15的 a 曲線。又當西風曲線最強點不甚明顯時，例如圖15的 c 曲線，西風最大值可能分裂，而向低緯或高緯移動。

西風曲線的相對最大，常隨時間變異。若自西風曲線上某點開始，至相當時間後，同一曲線型式再形出現，如此循環一周，是為指標循環。按循環一周所需時間，須數星期之久。

指標循環可以分為數個階段，在由低緯向高緯移動時，可有下列三個階段：

(A) NI 階段——一個相對最大，遠離熱帶，漸漸移入下中緯，另一相對最大，原位於上中緯，向北極圈移近同時減弱。

(B) NII 階段——在季節變化最大的緯度上，西風強度大於季節平均值，而在副熱帶，副寒帶之風速，弱於平均值，此為標準的高指標階段。

(C) IIII 階段——相對最大移至上中緯，再移至副寒帶，副熱帶另有一個相對最大新生，完成一個整循環。

在由高緯向低緯移動時，可有下列二個階段。

(A) SI 階段——一個相對最大，出現於寒帶，或新生於寒帶，漸移向中緯度地區。另一相對最大，原位於下中緯，移至副熱帶及熱帶，同時減弱。一個相對最大，由北方移向中緯時，類似 NII 階段的 SII 階段不很明顯，且有時此階段並不出現，由 SI 階段迅速的就直接進入了 SIII 階段。

(B) SIII 階段——此階段是標準的低指標階段。一個相對最大繼續增加強度，移往下中緯。正中緯及上中緯的西風變為極弱。副熱帶高壓脊很弱，並深入熱帶，數日以後相對最大進入熱帶，並變弱。同時極圈地區，西

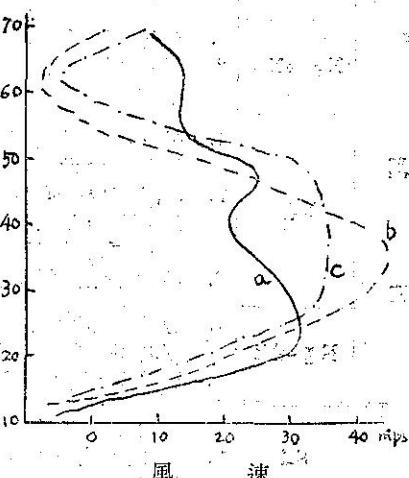


圖15 西風曲線圖 (300mb)

(a) 1945年12月7日

(b) 1945年12月19日

(c) 1945年12月29日

表 1 指標循環與天氣圖概況表

移動傾向	階 段	地 面 天 气 圖 概 況	高 空 圖 概 況
北 移 動 傾 向	N I	<ol style="list-style-type: none"> <li>冷性高壓延伸至低緯度。</li> <li>氣旋位於下中緯度 (Lower middle latitudes) 及中中緯度 (Central middle latitudes) 有時接近極圈，移動速度中等，有顯著之南北分速。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>無封閉中心而前進中之長波型具有顯著的波幅。</li> <li>長波數目因分裂而減少。</li> <li>波槽伸入低緯度。</li> <li>有組成發達的噴射氣流。</li> </ol>
	N I → N II	<ol style="list-style-type: none"> <li>爆發寒流纏微弱，副熱帶高壓加強。</li> <li>主要活動移至中中緯度，副熱帶的氣旋反應高空之分裂低壓。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>長波波幅減小。</li> <li>西風帶南方之分裂低壓消散，及或侵入熱帶。</li> </ol>
	N II	<ol style="list-style-type: none"> <li>小股冷氣流侵入最強西風帶以前，上中緯度與中中緯度不見冷性高壓，強盛副熱帶高壓向東西延展。</li> <li>暖性氣旋群強度微弱至中度，低壓移動迅速且主要移動方向為由西至東，沿氣旋路徑上有狹窄惡劣天氣成帶狀分佈，最強西風帶以南空氣乾燥，有時在更南緯度另有一微弱而前進迅速之氣旋波帶。(地中海及墨西哥灣)</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>微弱長波具有長的波長和小的波幅，移動緩慢或停滯。</li> <li>最強西風帶以南波幅迅速減小，波槽很少伸入低緯度。</li> <li>阻塞作用最弱。</li> <li>噴射氣流未組成且強度微弱。</li> </ol>
	N II → N III	<ol style="list-style-type: none"> <li>在上中緯又有冷氣性高壓出現。</li> <li>氣旋減速且向南北方向擴張。東西向氣旋帶斷裂。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>通常高指標突然破壞，上空氣流迅速增加波幅。</li> <li>長波向後移。</li> </ol>
	N III	<ol style="list-style-type: none"> <li>另一新生的冷氣團短時內侵入低緯，副熱帶高壓轉微弱呈南北向。</li> <li>地面圖呈複雜而不規則，中緯度有微弱，至中等強度氣旋，常見兩個擾動帶，中間相隔10—20緯度，具有強大南北向分速之移動均緩慢。</li> <li>持久之低雲與霧分佈在廣汎地區。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>波數增加。</li> <li>時常出現數個彎曲的噴射氣流各附有一長波系。</li> <li>波槽再出現伸入熱帶。</li> <li>若干分裂低壓在南，分裂高壓在北。</li> </ol>
	N III → N I	<ol style="list-style-type: none"> <li>地面天氣圖逐漸清晰，較確定之氣旋系及移動規則之冷性高壓發展於中緯度地帶。</li> <li>強盛的氣旋性活動集中在極圈附近。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>一波系漸移至極圈，另一波系新生於中緯度。</li> </ol>
	S I	<ol style="list-style-type: none"> <li>冷性高壓籠罩於上中緯度建立於副寒帶。</li> <li>極圈附近有一強盛氣旋系，下中緯另有一較弱氣旋系。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>在近極圈與副熱帶之西風氣流中各有一長波系。</li> <li>其中有甚多分裂低壓與高壓。</li> </ol>
	(S I → S II)	<ol style="list-style-type: none"> <li>副熱帶高壓仍然微弱，寒帶高壓繼續增強並有小股冷氣流隨氣旋侵入中緯度。</li> <li>南方之氣旋系消失，北方之氣旋至移至中緯度呈東西方向，低壓之移動更由西向東，並速度增加。</li> <li>廣泛地區有短暫降水。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>波幅減小。</li> <li>長波移動緩慢或停滯。</li> <li>上空封閉中心消逝。</li> </ol>
	接近 S II	<ol style="list-style-type: none"> <li>北方冷性高壓迅速增強，新生之冷氣流入侵中緯度地區。</li> <li>氣旋減速並向南北方向擴張，東西向之氣旋帶斷裂。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>長波向後移動。</li> </ol>
	S II 頂點	<ol style="list-style-type: none"> <li>主要寒流爆發，強勢冷性高壓向南移動副熱帶高壓微弱並在多處斷裂。</li> <li>強度極大的氣旋盤據大陸及下中緯度地帶。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>長波系有極大波幅，並向後移動。</li> <li>北方有動力高壓分裂。</li> <li>噴射氣流極強盛，風速超過200海里。</li> </ol>
	S II → S I	<ol style="list-style-type: none"> <li>在上中緯及中中緯度冷性高壓勢力轉為緩和。</li> <li>氣旋性活動移至副熱帶，新生頻率減少並趨微弱。</li> <li>近極圈地區又出現新氣旋帶。</li> </ol>	<ol style="list-style-type: none"> <li>低緯度之長波系斷裂成高空封閉渦旋。</li> <li>無法辨認新生之長波系。</li> <li>有許多阻塞高壓。</li> </ol>

風勢力增強。完成一整循環。

在 NI 階段時，噴射氣流可以組成發達的噴射氣流帶。在 SI 階段，也是同樣有組成噴射氣流的性質。NII 階段為顯著的噴射氣流分裂階段，在此階段中，噴射氣流分裂成若干噴射指，強度都很微弱，噴射指中間的間隔，有時只有五個緯度。瑞爾教授謂，在 NII 階段中，在中緯度的風速，隨高度而增加的風速是非常勻和的，並無風力集中在一狹帶的現象。由 NI 階段轉變為 NII 階段時，噴射氣流即漸減弱；而由 NII 階段，過渡到 NIII 階段，再行加強。在 NIII 階段時，時常出現數個彎曲的噴射氣流。在 SIII 階段時，有極強的噴射氣流，風速超過二百海里。見表1。

#### ③ 噴射氣流與卷雲

卷雲可分為對流性卷雲與平流性卷雲二種。對流性卷雲多因鋒面作用或雷雨而生成，與噴射氣流無何關聯。平流性卷雲的生成，與噴射氣流有密切關係。茲歸納為下列四點：

- (A) 平流性卷雲底高約三萬三千呎，頂高約四萬呎，若噴射氣流中心低於三萬呎時，卷雲很難生成。
- (B) 噴射氣流脊以南地區，多有卷雲生成。
- (C) 噴射氣流槽以南地區，卷雲很難生成。
- (D) 噴射氣流沿下游通過等高線，流向高度值較低方向，卷雲易生成。如流向高度值較高方向，卷雲難以生成。

#### ④ 噴射氣流與雨量。

噴射氣流與雨量的關係，可以歸納為以下四點：

- (A) 地面最大雨量地區與上空噴射氣流相重合。
- (B) 降雨區域成狹帶分佈。
- (C) 雨量自噴射氣流軸向南向北遞減，向南減少更多。
- (D) 雨帶之降水性質，與極鋒系降水不同。

### 參 考 文 獻

1. Veverman, J.: The life cycle of jet stream and extratropical cyclones.
2. Reihl, H.: Forecasting in middle latitudes.
3. Harding, E. T.: Jet stream research in the Navy.
4. Palmer, C. E.: The general circulation between 200mb and 10mb over equatorial pacific.
5. Johnson D. H.: A further study of the upper westerlies.
6. Palmer, E.: The aerology of extratropical disturbances.

接轉第67頁（熱帶天氣的特徵）

到黃昏或深夜即降雨了。這種雨可能是由於山峯的下降氣流，因降雨而冷卻，流到山麓，將平原地方的溫暖而不安定的空氣，排擠上升，而成雲致雨。

對每日的雷雨預報，最實用的輔助圖是溫溼圖。濕度是雷雨預報的重要因子，當溫溼圖上有相當厚度的條件不穩定層，事實上若無充分的濕度，仍不能發展為激烈的雷雨。降雨時候空氣溫度遞減率需要達到飽和絕熱，並且由地面至對流中層的空氣也要保持高濕度。在熱帶沙漠的下午，雖然溫度增高由地面至一萬五千呎空氣層，已達到乾絕熱程度，就因為濕度不足，仍不能獲得雨量。

海洋上，溫度的日變化極微弱，故對流並不集中在一日某一時間。低緯天氣的溫度遞減或已達飽和絕熱，並且大部分對流層均保持高濕度，可發展為強烈對流的因子是氣流幅合。在海岸上，夜間的對流發生比較白晝為多。海陸地區有顯著的對流日變化，早晨最多，下午與黃昏較少而天氣轉晴。熱帶區以北，就是信風帶，普通對流不旺盛，（但南亞與東南亞區，因季風關係，對流發生仍多，）或由於地面氣層雖濕度高，但不很高的上空，可能有乾而較穩定氣層的緣故，故低層濕空氣的厚度，也是值得注意的天氣因子。（接23頁）